

УДК 551.21

Э.Д. Ершов, О.А. Гирина

**КРИОГЕННЫЕ ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ**

Толщи мерзлых пород по способу их промерзания делят на три главные разновидности: эпикриогенные, диакриогенные и синкриогенные, причем в большинстве случаев разрез многолетнемерзлых толщ представляет собой различные комбинации пород, промерзавших эпи-, диа- или сингенетическими способами; их называют смешанными или поликриогенными (полигенетическими).

Эпикриогенные мерзлые толщи формируются в случае, когда промерзают (обычно сверху вниз) скальные (магматические, метаморфические, осадочные сцементированные) породы или рыхлые (осадочные литифицированные) отложения, в которых комплекс диагенетических физико-химических процессов уже завершился.

Синкриогенные породы формируются при синхронности (одновременности в геологическом масштабе времени) процессов осадконакопления и промерзания. Формируются они, как правило, на мерзлом субстрате, т. е. в области развития многолетнемерзлых пород, когда происходит ритмическое поднятие дневной поверхности на величину  $h_{ос}$ , соответствующую мощности отлагающихся за один ритм аэральным или субаквальным осадкам. Такое поднятие дневной поверхности при неизменной мощности слоя сезонного оттаивания ( $\xi_{от}$ ) приводит к наращиванию мерзлой толщи вверх за счет примерзания к ее кровле части отложений (мощностью в  $\Delta h$ ), находившихся до этого в подошве сезонного слоя. Сингенетический способ промерзания отложений при этом будет иметь место только в случае, если  $h_{ос} \leq \xi_{от}$ . При этом осадки, накапливающиеся сверху, переходят в многолетнемерзлое состояние не сразу, а постепенно, претерпевая достаточно сильные изменения состава, строения и свойств в результате многократного (до десятков, тысяч циклов) промерзания — оттаивания, т. е. до тех пор, пока они не окажутся ниже слоя сезонного оттаивания.

Таким образом, мощность эпикриогенных толщ увеличивается за счет углубления нижней границы мерзлоты, а синкриогенных — за счет поднятия верхней поверхности многолетнемерзлых пород.

Диакриогенные толщи формируются при единовременном промерзании (сверху, снизу или с боков) нелитифицированных свежотложенных осадков и илов (при  $h_{ос} \gg \xi_{от}$ ), комплекс гипергенных и диагенетических физико-химических процессов в которых только начался или был далек от завершения, прервавшись процессом промерзания. Такое промерзание нельзя относить к сингенетическому

типу, так как переход диакриогенных пород в мерзлое состояние происходил единовременно и они не подвергались многократному воздействию процесса промерзания — протаивания. К эпикриогенному типу их также невозможно отнести, поскольку они хотя и промерзали единовременно, но еще не успели стать сформировавшейся породой, а представляли собой свежотложенные нелитифицированные осадки.

Общие закономерности формирования и распространения охарактеризованных выше криогенных типов пород изучены сравнительно неплохо [8, 12, 14], однако до настоящего времени практически неосвещенным оставался вопрос о формировании криогенных типов вулканических отложений. В статье делается попытка ликвидировать этот пробел на примере изучения вулканогенных образований Камчатки, где одновременно сосуществуют действующие и потухшие вулканы, мерзлота, ледники и снежники.

В рассматриваемом регионе отмечается увеличение суровости мерзлотных условий с юго-юго-востока на северо-северо-запад, а в горных районах — с высотой местности. В пределах равнин на юге многолетнемерзлые породы практически отсутствуют и встречаются только перелетки. Севернее, в пределах низменных территорий, распространены отдельные острова многолетнемерзлых пород (мощностью от 3 до 10 м), приуроченные чаще к затененным, заболоченным участкам, эти острова нередко сложены с поверхности торфяниками и характеризуются среднегодовыми температурами  $0 \div -1^\circ\text{C}$ . Еще севернее, на Камчатском перешейке распространение мерзлых пород (мощностью 5 — 20 м) на отдельных участках (до 100 м) островное и прерывистое, а их среднегодовая температура изменяется от 0 до  $-3^\circ\text{C}$ .

В горных районах, как и на равнинах, отмечается увеличение мощности мерзлых пород с юга на север. Эта закономерность осложняется ярко выраженной высотной поясностью, в результате которой мощность мерзлых толщ, как правило, возрастает с повышением высоты местности [9]. На юге многолетнемерзлые породы мощностью не более 60 м появляются в диапазоне высот 1250 — 1500 м. В средней части Срединного хребта мерзлые породы такой же мощности наблюдаются выше 1000 м.

Островной характер распространения высокогорной мерзлоты (мощностью от 30 до 80 м при среднегодовых температурах  $-1 \div -2^\circ$ ) характерен для районов Камбальной, Мутновской и Авачин-

ской сопки в интервале высот 1200 — 2000 м, а выше, возможно, распространены прерывистые мерзлые толщ с температурами не ниже  $-5^{\circ}$  и мощностью до 100 — 150 м. На потухших вулканах Северной группы вулканов Камчатки на высотах от 1000 до 1500 м возможно островное распространение мерзлых пород с температурами не ниже  $-1^{\circ}$ , а на более высоких отметках — прерывистое и даже сплошное со среднегодовыми температурами, понижающимися в интервале высот 1500 — 3000 м от  $-2$  до  $-8^{\circ}$ , а на высоте 4000 м — до  $-12^{\circ}$ , а возможно, и ниже. Мощность мерзлых толщ здесь может составлять 150 — 200 м и более. Особые условия для формирования многолетнемерзлых пород наблюдаются в пределах действующих вулканов, а также на участках разгрузки термальных вод. Здесь вследствие интенсивного притока тепла из недр отмечается при прочих равных условиях уменьшение мощности мерзлоты в 1,5 — 4 раза и более. Моделирование показывает, что на склонах действующих вулканов на высоте 1,7 — 2 км отмечаются максимальные значения мощности мерзлых толщ, в то время как ближе к кратеру и вниз по склону мощности мерзлых пород уменьшаются.

На юге и юго-востоке Камчатки почти повсеместно происходит сезонное промерзание пород. На севере и северо-западе региона широко распространены переходные, полупереходные типы сезонного оттаивания и промерзания пород, а в высокогорных районах — также длительно устойчивые и устойчивые типы оттаивания. Небольшая глубина сезонного промерзания пород отмечена на приморских равнинах юга Камчатки, где в песках, супесях и суглинках она изменяется от 0,4 до 1,2 м, а в торфяниках — от 0,2 до 0,7 м. На севере и северо-западе региона глубина сезонных промерзания ( $\xi_{\text{пр}}$ ) и оттаивания ( $\xi_{\text{от}}$ ) составляет 1 — 2,2 м в минеральных грунтах и 0,5 — 1,1 м в торфе. Максимальные глубины  $\xi_{\text{пр}}$  и  $\xi_{\text{от}}$  от 1,2 до 2,5 м и более наблюдаются в горных районах Камчатки.

В четвертичный период происходило периодическое чередование теплых и холодных эпох, среди которых выделяются три крупные эпохи похолодания, отмечавшиеся во вторых половинах раннего, среднего и позднего плейстоцена. В периоды похолоданий были широко развиты многолетнемерзлые породы. Для юга было характерно островное, а для севера прерывистое и сплошное распространение мерзлых пород. В теплые эпохи на равнинах граница распространения многолетнемерзлых пород смещалась к северу. В максимумы потеплений, а особенно в климатический оптимум (для Восточной Сибири он, по-видимому, имел место 8 — 6 тыс. лет назад) мерзлые породы плейстоценового возраста могли сохраниться только в высокогорных районах полуострова, где они могут быть представлены эпикриогенными, диакриогенными и синкриогенными

вулканическими отложениями. После климатического оптимума началось новое позднеголоценовое ( $Q_4^{\text{IV}}$ ) похолодание и аградационное развитие мерзлоты, причем как в долинах, так и в среднем высокогорье, что сопровождалось доразвиванием эпикриогенных толщ доголоценового возраста и формированием сингенетически и диагенетически промерзших позднеголоценовых пород. Более подробно рассмотрим формирование диа- и синкриогенных типов вулканических, ледниково-вулканических и снежно-вулканических образований преимущественно позднеголоценового возраста, фактический материал по которым прогрессирующе накапливается с 70-х годов нашего столетия.

**Вулканические синкриогенные образования.** Этот криогенный тип мерзлых пород развит обычно вдали от кратеров (3 — 5 км и более) действующих вулканов, где мощность осадочной пирокластики ( $h_{\text{ос}}$ ) одного цикла извержения не превышает мощности слоя сезонного протаивания ( $\xi_{\text{от}}$ ), т. е.  $h_{\text{ос}} \leq \xi_{\text{от}}$ . Результаты тщательных исследований Большого трещинного Толбачикского извержения показали [3], что мощность свежих рыхлых вулканических отложений базальтового состава — тефры, представленной шлаками и пеплами, на расстояниях в 3 — 5 км от центра извержения не превышает 1 — 2 м, т. е. не превышает глубину сезонного протаивания, изменяющуюся в районе от 1,1 до 1,6 м. С удалением от кратера происходит закономерное уменьшение мощности вулканического пепла (до 3 — 7 см на расстоянии 15 — 20 км от центра извержения и до 1 — 0,2 см на расстоянии 80 — 100 км и более). По гранулометрическому составу в радиусе до 10 км от центра извержения шлаки магнезиальных базальтов относятся к гравийным и дресвяным грунтам, а пеплы — к пескам средней крупности. Частицы свежееотложенных шлаков — хрупкие, колющие на ощупь, их отложения лишь слегка уплотнены. Плотность естественного сложения отложений тефры варьирует от 0,55 до 1,5 г/см<sup>3</sup>, в среднем 1,1 г/см<sup>3</sup>, а пористость изменяется в пределах 50 — 70%. Влажность-льдистость может достигать 17 — 23% [10].

Между извержениями отложившаяся тефра испытывает многократное промерзание — протаивание, а в ее верхней части начинает формироваться маломощный почвенный горизонт, т. е. начинают активно развиваться сложные химические, физико-химические, физико-механические и биогеохимические процессы, которые приводят к увеличению содержания пылеватой фракции за счет диспергации песчаной и дресвяной фракций и агрегации тонких пепловых частиц, а также к возрастанию тонкой пористости, повышению влажности — лдистости, ослаблению первичных структурных связей и преобразованию исходной структуры и текстуры тефры [10, 12].

Мощность маломощных слоев почвы, формирующихся на продуктах вулканических извержений, изменяется от 3 — 5 до 20 — 30 см, что указывает на продолжительность интервала времени между циклами извержений, т. е. на длительность почвообразовательного процесса. На современных вулканических отложениях древесно-кустарниковая растительность поселяется через 20 — 40 лет после извержения [3], этот срок, по-видимому, и является минимальным для формирования маломощных (в несколько сантиметров) почв. В результате последующего извержения почва, сформировавшаяся на слое тефры предыдущего извержения, перекрывается свежей пирокластикой и вновь начинают развиваться описанные выше процессы. Понятно, что при коротких промежутках времени между выброса-

ми пирокластики почвенные горизонты могут вообще отсутствовать в разрезе слоистых вулканических отложений. В целом же по отдельным вулканическим голоценовым разрезам Толбачикского дола зафиксировано до 10 и более погребенных почв голоценового возраста различной мощности (рис. 1).

При многократном повторении извержений и существенно не изменяющейся мощности слоя сезонного оттаивания происходит скачкообразное (раз в несколько лет, десятилетий, столетий и т. д.) поднятие верхней поверхности многолетнемерзлых пород на величину, равную мощности накапливающихся за один цикл извержения пирокластических отложений ( $h_{oc}$ ). Ориентировочные расчеты показывают [12], что максимальное число циклов промерзания-оттаивания, которое испытывает слой тефры одного извержения до перехода в многолетнемерзлое состояние, может достигать 1 — 2 тысяч циклов. По-видимому, именно с этим циклическим процессом связано присутствие в нижних частях разрезов Ключевского и Толбачикского долов супесей с примесью вулканических песков (рис. 1), которые сформировались под действием циклов промерзания — оттаивания из первоначально отлагавшихся пеплов (крупно-среднезернистые вулканические пески).

При малой мощности слоев пирокластики каждого извержения (3 — 4 см) и формировании синкриогенных вулканических толщ в многолетнемерзлое состояние ритмично переходит только самая нижняя часть сезонно-талого слоя, что и обуславливает повышенную и относительно равномерную по разрезу влажность, т. е. льдистость тефры и образование микрошлировой криотекстуры. При мощности же ритмично отлагающейся пирокластики более 15 — 30 см в разрезе должно проследиваться чередование слоев с микрошлировой и массивной криотекстурами, что обусловит неравномерное распределение льдистости по разрезу. С использованием материалов по Большому Толбачикскому извержению [3] на рис. 1 приведены схематические разрезы формирующихся таким образом синкриогенных вулканических отложений со специфическим переслаиванием шлаков, пеплов и погребенных почв. Интересно, что на тех участках, где мерзлота отсутствует, но имеет место сезонное промерзание, могут формироваться палеокриозювиальные толщи вулканических отложений, которые, не будучи мерзлыми, претерпели все же процесс многократного промерзания — протаивания, а следовательно, эти толщи и будут характеризоваться признаками криогенного выветривания.

**Вулканические диакриогенные образования.** Этот криогенный тип вулканических отложений, по-видимому, не пользуется широким распространением и встречается по кромке верхней высотной границы высокогорной мерзлоты, где в течение одного извержения может накапливаться слой пирокластики

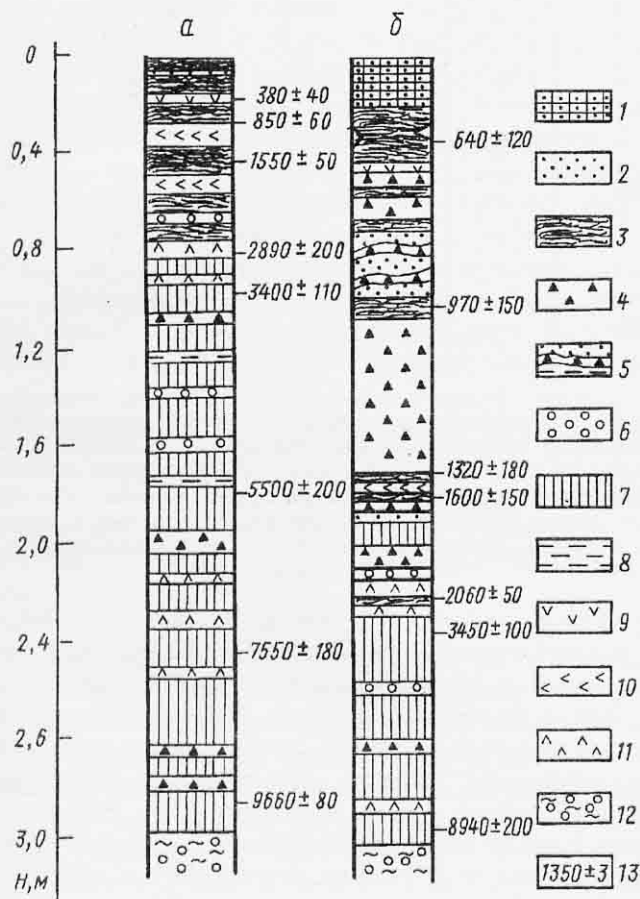


Рис. 1. Схематические разрезы синкриогенных вулканических отложений Ключевского (а) и Толбачикского (б) долов: 1 — тефра извержения 1975—1976 гг.; 2 — вулканический песок; 3 — погребенные почвы; 4 — вулканический гравий и песок с включениями лапилли; 5 — стратифицированная тефра (переслаивающиеся горизонты лапилли, вулканического гравия и песка); 6 — пемзовый гравий и лапилли; 7 — супеси с примесью вулканических песков; 8 — тонкослоистые серые и желтые пеплы; 9 — белые и палевые тонкие пеплы вулкана Шивелуч; 10 — те же тонкие пеплы с вулканическим песком в основании; 11 — желтые и кремевые тонкие пеплы вулкана Шивелуч; 12 — флювиогляциальные и вулканические отложения и морена II фазы позднелайстоценового оледенения; 13 — радиоуглеродные датировки (лет назад)



мощностью до 1,5 — 2 м и более. По картам изопахит тефры в Толбачикской региональной зоне такие участки расположены примерно в 2 — 4 км от центров извержения вулканического материала [3]. Кровля многолетнемерзлых пород здесь незначительно опускается в период извержения, но затем достаточно быстро начинается промерзание снизу и сверху, в результате чего происходит постепенное единоразовое промерзание вновь сформированного пирокластического чехла. В ходе этого промерзания в разрезе в течение непродолжительного времени (несколько лет) может наблюдаться переслаивание мерзлых и талых прослоев пирокластики, например: сезонно-талый слой; маломощный слой новообразующейся мерзлоты (за счет промерзания сверху вновь отложенной пирокластики); талый горизонт, который может включать как нижнюю часть слоя свежееотложенной тефры, так и верхнюю часть слоя тефры предыдущего извержения, протаявшего во время последнего извержения. Так, сразу после Толбачикского извержения 1975 — 1976 гг. в шурфах глубиной до 2 м, вскрывших свежие пирокластические отложения 1975 г., мерзлых пород зафиксировано не было [1]. В последующие годы (1977 — 1979) промерзшие шлаки были вскрыты уже на глубине 1,5 — 1,6 м, т. е. начался диагенетический процесс промерзания свежееотложенных вулканических отложений.

Примером диакриогенных вулканических образований может, видимо, служить верхняя часть разреза 55-метровой толщи мерзлых пород, вскрытой скважиной № 30, которая была заложена в районе конусов Северного прорыва извержения 1975 г. [1]. Здесь в интервале глубин 0 — 19,0 м вскрыто переслаивание мерзлых шлаков мощностью 2 — 3 м и более и пеплов мощностью до 1 м. Для этого типа криогенных вулканических отложений характерны невысокая влажность-льדיстость, массивная криогенная текстура, отсутствие каких-либо преобразований в составе, структуре и текстуре тефры (поскольку эти толщи не подвергались процессам циклического промерзания — протаивания) и, в отличие от синкриогенных отложений, в них, как правило, отмечается присутствие в разрезе не только пеплов, но и мощных слоев шлаков (рис. 2, а).

Большое развитие на Камчатке имеют ледники и снежники. Всего здесь насчитывается более 400 ледников общей площадью около 900 км<sup>2</sup>. Нижняя граница распространения ледников на севере находится на высоте 1000 м, на юге она поднимается до 2200 м. Отдельные ледники опускаются до высоты 900, реже до 600 м и ниже. Основные ледниковые массивы расположены преимущественно на склонах северной экспозиции. На их развитии благоприятно сказываются большое количество твердых атмосферных осадков и низкие температуры воздуха в высокогорье, где снежный покров сохраняется круглогодично. Наблюдается некоторое увеличение мощнос-

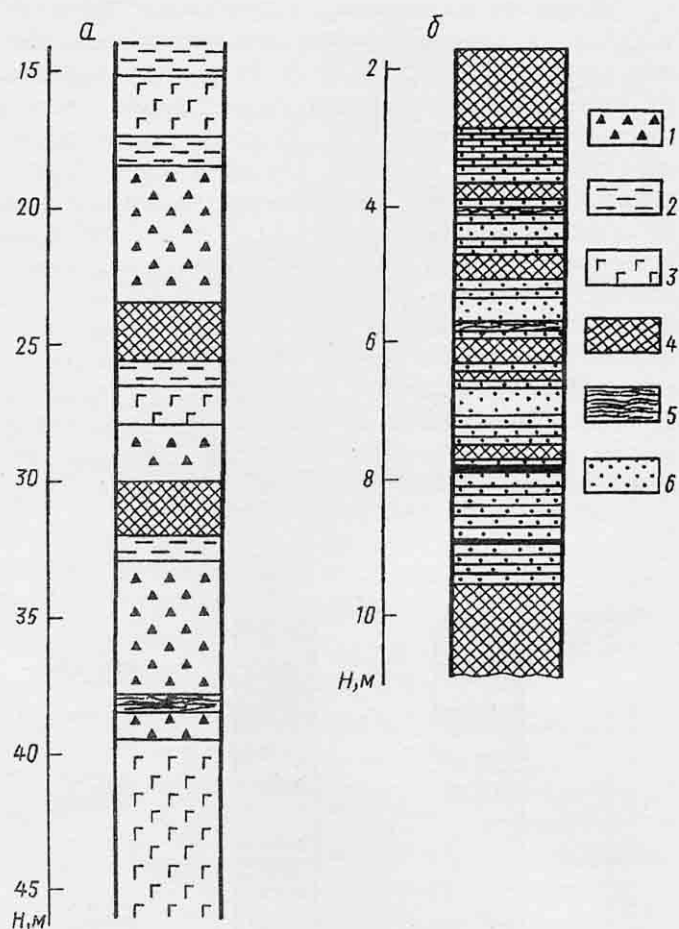


Рис. 2. Схематические разрезы диакриогенных ледниково-вулканических отложений, формирующихся в нескольких километрах (а) и на большом удалении (б) от кратеров вулканов: 1 — мерзлые шлаки; 2 — мерзлые пеплы; 3 — лава; 4 — лед; 5 — тонкое переслаивание маломощных прослоев снежного льда и тефры зимних извержений; 6 — нестратифицированная тефра

ти снега с повышением высоты местности (от 0,6 — 1 м в предгорьях и на Центрально-Камчатской равнине до 1 — 1,5 м в Срединном хребте и даже до 1 — 2 м в Восточных хребтах). Наблюдается интенсивное перераспределение снега ветром с повышенных элементов рельефа, где мощность снега, как правило, менее 0,5 м, в пониженные. Плотность снега в конце зимы изменяется от 0,2 до 0,35 г/см<sup>3</sup>.

Ледники и снежники формируются обычно в карах, кратерах, кальдерах, долинах и других отрицательных формах рельефа. На высоких вулканах отмечены ледниковые и снежные шапки, пояса и звездообразные ледники. Мощность ледников чаще не превышает 70 м. В кальдерах вулканов Ушковский, Плоский Толбачик мощность ледников достигает нескольких сотен метров.

При неоднократно повторяющихся извержениях и продолжающемся между извержениями формировании ледников и снежников образуются слоистые толщи мерзлых снежно-вулканических и ледниково-вулканических отложений, которые по типу промерзания являются исключительно диакриогенными,

преимущественно голоценового возраста. Такого рода плейстоценовые образования, очевидно, могут встречаться только в высокогорных районах полуострова, где мерзлота сохранялась даже в теплые эпохи плейстоцена, мощность этих толщ мерзлых пород, по-видимому, не превышает нескольких десятков метров.

**Ледниково-вулканические диакриогенные образования.** Обычно поверхность ледников действующих вулканов на значительных площадях покрыта пирокластическим материалом, толщина слоя которого к концам ледников увеличивается настолько, что поверхностное таяние практически прекращается и концы ледников превращаются в участки погребенного мертвого льда. Обнаружено [5, 6], что пирокластические отложения незначительных мощностей (до 10 — 20 см) способствуют интенсивному таянию ледников, если же мощность пирокластического материала превышает 30 см, то ледник консервируется. Так, ледник Козельский на Авачинской сопке после извержения 1945 г. был полностью засыпан вулканическим пеплом толщиной около 1 м и практически перестал функционировать как ледник. Однако поверх вулканогенного покрова вскоре стал формироваться новый ледник, и к 1976 г. область питания ледника полностью восстановилась, а его конец продвинулся вниз по долине на 330 м [11].

Распределение пирокластического материала внутри ледниковых толщ в районах активного вулканизма крайне неравномерно и присутствие его не всегда обязательно. Могут образовываться прослой и отдельные линзы пепла и песка, а количество обломочного вулканического материала во льду может достигать 45—60% [6]. При этом, очевидно, что только в случае весьма интенсивных эксплозивных извержений и на небольшом (несколько километров) удалении от кратеров могут формироваться сравнительно мощные (более 1 — 2 м) толщи пирокластики, нередко включающие прослой лавы. Учитывая высокие абсолютные отметки таких участков, где расположены преимущественно области аккумуляции ледников, здесь можно ожидать появления повышенных мощностей захороненных вулканическими отложениями слоев льда (1 — 3 м и более), сформировавшихся в период между извержениями. Примером такого разреза может служить 15-метровое обнажение, вскрытое водным потоком в одном из ледников Ключевского вулкана. Здесь сверху вниз прослеживается следующее строение ледниково-вулканических диакриогенных отложений [6]:

- чехол обломочного материала мощностью 30 — 50 см, состоящий в основном из глыб пород, слагающих вулкан Камень;

- лед белый, с поверхности загрязненный, мощность 1 м;

- прослой мерзлого пирокластического материала с базальной криогенной текстурой, состоящий из сцементированных льдом шлаков, пеплов,

вулканических бомб (продукты извержения Ключевского вулкана), мощность 1,5 м;

- лед чистый, белый с голубоватым отливом, видимая мощность 12 м. Отдельные прослой льда маркируются скоплением тонкого обломочного материала (песка, пыли).

По-видимому, к этому же типу расположенных близко к кратеру ледниково-вулканических диакриогенных (возможно, верхнеплейстоценовых) образований можно отнести среднюю часть разреза мерзлых отложений, которые вскрыты 55-метровой скважиной № 30, расположенной в районе конусов Северного прорыва Толбачикского извержения 1975 г. [1]. Детальное обследование керна скважины № 30, выполненное Я.Д. Муравьевым, показало наличие двух слоев чистого льда (мощностью до 2 м) на глубинах ориентировочно 20 и 40 м. В обоих случаях слои льда лежали на мерзлых пеплах с некоторым содержанием шлаков, которые в одном случае непосредственно подстилались лавовым потоком пироксеновых базальтов, а в другом — между толщами пеплов и лавового потока находился почти 6-метровый слой шлаков. Перекрывались слои льда отложениями преимущественно шлаков. На шлаках (мощностью до 4 — 5 м), лежавших на верхнем пласте льда, залегал метровый слой пеплов, а на них — лавовый поток пироксеновых (характерных для позднеплейстоценовых извержений [3]) базальтов мощностью 3,2 м. Нижний пласт льда перекрывался шлаками и лавовым потоком базальтов мощностью 2,4 м.

Таким образом, слои льда непосредственно лежали на пеплах, а перекрывались шлаками. В обоих случаях такая трехслойная толща находилась между лавовыми потоками пироксеновых базальтов. Габитус частиц пеплов и шлаков, их многометровые толщи при небольшой влажности-льдистости пирокластики и высокой пористости за счет низкой теплопроводности благоприятствовали захоронению и консервации этих ледяных тел. Схематизированный типовой разрез ледниково-вулканических диакриогенных отложений, формирующихся на небольшом удалении от кратеров действующих вулканов, приведен на рис. 2, а. При схематизации были использованы разрезы по скважине № 30, упомянутой выше, и другим обнажениям, приводимым В.Н. Виноградовым в [5, 6].

Строение ледниково-вулканических диакриогенных отложений, формирующихся вдали от кратеров действующих вулканов (в 5 — 10 км и более) и на концах ледников, несколько отлично от вышерассмотренного, что связано с двумя причинами. Во-первых, на таком удалении от кратеров ледники обычно перекрыты только пеплом небольшой мощности (от 1 — 3 до 20 — 40 см), а шлаковые отложения и лавы, как правило, в разрезе отсутствуют. При этом в случае единовременной или разновременной активности нескольких вулканов (например,

Ключевской группы вулканов) в одном разрезе могут присутствовать прослои пирокластики, принадлежащие разным вулканам. Во-вторых, на концах ледников, расположенных на небольших абсолютных отметках местности, происходит интенсивное ежегодное стаивание снега и льда с поверхности ледника [11]. Это приводит к тому, что между извержениями (за период в десятки лет) обычно формируются прослои льда небольшой мощности (несколько десятков сантиметров и менее).

Все указанное приводит к тому, что вдали от кратера вулкана, как правило, образуются ледниково-вулканические диакриогенные отложения с тонким переслаиванием пепла и льда. Мерзлый пепловый материал при этом характеризуется недоуплотненностью, повышенной пористостью и влажностью-льдистостью (за счет промачивания тонких прослоев пепла и интенсивной миграции в них незамерзшей воды из окружающих прослоев льда). Расклинивающее действие пленок мигрирующей влаги и ее замерзание приводят при этом к разрушению (дроблению) песчаных частиц (криогидратационный механизм разрушения или выветривания) до пылеватой фракции. Все это создает при описании керна видимость как бы "разложившихся" (по В.Н. Виноградову) очень тонких прослоев пирокластики. Схематизированный типовой разрез ледниково-вулканических диакриогенных отложений, формирующихся вдали от кратеров действующих вулканов, приведен на рис. 2, б.

Примером такого разреза может служить ледяной пояс Ключевского вулкана, который представляет собой слоистую толщу, состоящую из слоев чистого льда и прослоев пирокластики различной мощности преимущественно с базальной криогенной текстурой. Так, ледники потухшего вулкана Плоской Дальней сопки (Бильченок, Эульченок, Ушковский, Козыревский) содержат на различных глубинах (до 7,5 м) прослои разложившегося пепла мощностью 2 — 3 см [5]. Тефра в теле ледника Толбачикский распределена в виде тонких длинных слоев толщиной до 3 см или равномерно рассеянных частиц в более мощных прослоях фирна и льда. Лишь один слой имеет толщину 40 см, что является результатом сильного извержения вулкана в 1904 г. [5]. На ледоразделе ледников Толбачикский и Институт Вулканологии в теле ледника обнажена толща переслаивающихся слоев льда и пепла. Выделяется до шести пепловых прослоев, лишь один из которых имеет мощность 15 см, а остальные прослои тонкие, мощностью 0,5 — 2 см [5].

Одним из наиболее интересных верхнеголоценовых разрезов представляется разрез, приводимый В.Н. Виноградовым по леднику Богдановича [6], который спускается на юг с седловины между вулканами Камень — Ключевской и сопками Ближней Плоской (в. Крестовский) — Дальней Плоской (в. Ушковский) и заканчивается узким языком, раско-

лотым на отдельные блоки. В разрезах обнажено чередование полосчатого льда с прослоями рыхлого материала. В толще мощностью 8 м насчитывалось до 40 прослоев рыхлого материала мощностью от 3 до 15 — 20 см. Исходя из этого нетрудно оценить, что мощность ледяных прослоев при этом могла изменяться от 7 — 10 до 25 — 30 см. Простые расчеты показывают, что рассматриваемая 8-метровая толща сформировалась примерно за 250 — 300 лет. При этом принималось, что каждый из 40 прослоев вулканического материала образовывался в течение 1 — 2 лет (взята средняя продолжительность одного цикла извержения Ключевской группы вулканов), а ежегодный прирост (накопление) льда в леднике (выраженный в водном эквиваленте) в грубом приближении не превышает 2 — 4 см [5, 6, 13].

Примечательно, что, по данным В.И. Влодавца [4], за последние 250 — 300 лет, начиная с 1698 г. (когда были получены первые сведения об активной деятельности Ключевской группы вулканов), зарегистрировано 38 циклов извержений. Почти все они начинались газовыми взрывами из главного кратера, выбросом большого количества твердых продуктов, за которыми происходило излияние сравнительно небольших лавовых потоков. Иногда из главного кратера происходили только газово-взрывные извержения, без излияния лав. Основные же извержения лавы происходили из боковых, паразитных конусов.

**Снежно-вулканические диакриогенные образования.** Достаточно частое явление на Камчатке — захороненные снежники. В результате эксплозивных извержений вулканов в зимнее время пирокластические продукты откладываются на снег слоями разной мощности (обычно не более нескольких сантиметров). При неоднократных выбросах тефры и снегопадах снежная толща состоит из чередования прослоев разнотекстурных частиц снега (который в последующем превращается в лед) и рыхлых и слабopочных пеплов и шлаков, что является отличительной особенностью снежного разреза в районе действующих вулканов [6, 7], а формирующиеся при этом мерзлые тонкослоистые образования могут быть отнесены к диакриогенным снежно-вулканическим отложениям зимних извержений (рис. 2).

Так, при Большом трещинном Толбачикском извержении в 1975 — 1976 гг. мощность снежной толщи вблизи действующих конусов не превышала 1 м, поверхность ее была сильно загрязнена пеплом и шлаком. В разрезе наблюдался мелкозернистый снег с многочисленными маломощными прослоями пирокластики, толщина и количество которых возрастали с глубиной. Подстилавшая снег пирокластика остывала не сразу, что приводило к постепенному подтаиванию снежной толщи снизу и ее оседанию. Таяние снега, поверхность которого была загрязнена свежеснеженным пеплом, происходило интенсивно даже при температурах воздуха ниже 0° [6, 7]. Процессы подтаивания снежной толщи сверху и



снизу приводят, с одной стороны, к ускоренному превращению снега в лед, а с другой — к увеличению влажности-льдистости прослоев пирокластики до 15—20%.

Если мощность тефры на снежной толще значительна (более 2,5 — 3 см), то пирокластический чехол начинает играть роль теплоизолятора — снежник погребается и превращается в многолетний [25]. Захоронение снежников происходит также при интенсивных эоловых процессах и переносе пирокластического материала временными водотоками. Обычно толща многолетнего снежника состоит из крупнозернистого фирнизированного снега. В верхней части, прикрытой пирокластическим материалом, она монолитна и состоит из вязкого, как бы сплавленного, льда. В нижней части происходит процесс постепенного превращения снега в лед. При неоднократном повторении извержений (с интервалом от нескольких лет до десятков лет) формируются диакриогенные снежно-вулканические отложения, представляющие собой переслаивание снежного льда (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров) и мерзлого вулканического материала различных мощности (от нескольких сантиметров до метра и более) и состава (пеплы, шлаки, реже маломощная лава, залегающая, как правило, на 2 — 3-метровом и более прослое пирокластики).

Более мощные прослои тефры и лавы обычно формируются вблизи кратера, а при удалении от него доля пеплов возрастает и мощность этих прослоев резко сокращается. В верхней и нижней частях этих прослоев наблюдаются повышенная влажность-льдистость и пористость. Частота и мощность прослоев снежного льда в такой толще определяются частотой извержений.

Формирование многолетних снежников происходит также в кратерах конусов, как потухших, так и проявляющих фумаральную активность [2]. В кратере первого конуса Северного прорыва в 1983 г. наблюдался, например, следующий разрез отложений (сверху — вниз):

- ожелезненные пеплы и шлаки с обломками бомб мощностью 35 см;
- измененные пеплы и шлаки преимущественно желтых окрасок мощностью 13 см;
- снег чистый крупнозернистый, мощностью 9 см;
- фирн мощностью 3 см;
- смерзшиеся в монолит ожелезненные пеплы и шлаки. В то же время на краях кратера отмечались высокие температуры (500 — 600° и выше). Так, вероятно, начинают зарождаться ледники в кратерах вулканов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.И. Мерзлые толщи в районе Толбачикского извержения // Вопросы географии Камчатки. 1982. Вып. 8. С. 98 — 99.
2. Андреев В.И., Быкасов В.Е. Некоторые черты ландшафта Толбачикского дола в связи с извержением 1975 — 1976 гг. // Вопросы географии Камчатки. 1989. Вып. 10. С. 166 — 168.
3. Большое трещинное Толбачикское извержение. Камчатка. 1975 — 1976 гг. / Под ред. С.А. Федотова. М., 1984.
4. Влодавец В.И. Ключевская группа вулканов / Тр. вулканолог. станции. 1940. Вып. 1.
5. Виноградов В.Н. Вулканизм и оледенение // Гляциологические исследования. 1985. № 27. С. 7 — 26.
6. Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М., 1975.
7. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д., Овсянников А.А. Влияние извержения вулкана Плоский Толбачик 1975 — 1976 гг. на снежный покров и ледники // Вопросы географии Камчатки. 1985. Вып. 9. С. 95 — 103.
8. Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., 1988.
9. Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. М., 1989.
10. Гирина О.А. Инженерно-геологические особенности шлаков Толбачикского дола и их преобразование в ходе поствулканических процессов // Инженерная геология. 1986. № 1. С. 32 — 38.
11. Долгушин Л.Д., Осипова Г.О. Ледники. М., 1989.
12. Ершов Э.Д. Криолитогенез. М., 1982.
13. Котляков В.М. Мир снега и льда. М., 1994.
14. Муравьев Я.Д. Режим ледников вулканических районов Камчатки: Автореф. канд. дис. М., 1994.
15. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитогенез). М., 1967.

Поступила в редакцию  
29.02.96

УДК 624.139(571)

Л.С. Гарагуля, Г.И. Гордеева

#### ТИПИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ КРИОЛИТОЗОНЫ ПРИ ОБУСТРОЙСТВЕ ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В связи с широкомасштабным освоением нефтегазовых месторождений, расположенных в крио-

литозоне, представляется интересным обобщить данные, характеризующие масштабы изменений гео-